

# Geología del yacimiento de glauberita de Cerezo del Río Tirón (Provincia de Burgos)

Por J. MENDUIÑA (\*), S. ORDOÑEZ (\*\*), y M. A. GARCIA DEL CURA (\*\*\*)

## RESUMEN

En este trabajo se estudian los depósitos de sulfato sódico terciarios de Cerezo del Río Tirón desde un punto de vista geológico, petrológico y mineralógico.

La paragénesis primaria es glauberita+anhidrita+dolomita (calcedonia). Calcita y yeso son minerales secundarios, este último relacionado frecuentemente con la hidratación y disolución incongruente de la glauberita.

En este trabajo se ofrecen criterios petrográficos para diferenciar el yeso procedente de la disolución incongruente de la glauberita del procedente de la hidratación de la anhidrita.

Los tipos petrográficos de glauberita descritos son: a) glauberita masiva con secuencias granodecrecientes y anhidrita nodular sobrepuesta; b) capas milimétricas de glauberita alternando con otras dolomíticas; c) cristales aislados de glauberita dispersos en una matriz dolomítica.

Se propone un modelo de «lago perenne» para explicar los rasgos generales de los depósitos evaporíticos. Las facies detríticas son interpretadas mediante un modelo lacustre deltaico con secuencias tipo «thinning upward» interdigitadas con facies químicas.

Los datos isotópicos de los sulfatos ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{CD}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ) y carbonatos ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ) nos permiten establecer una discusión acerca del modelo teórico de génesis de salmueras. De acuerdo con los datos isotópicos no está claro un origen marino directo de estas salmueras, pero también puede ser rechazado un origen continental estricto. La mezcla de aguas continentales y marinas o la herencia de rocas madres evaporíticas (Triás) son tenidas en cuenta.

## ABSTRACT

Sodium sulfate tertiary deposits of Cerezo del Río Tirón (Spain) are studied from a mineralogical, petrological and geological point of view.

Primary paragenesis is glauberite+anhydrite+dolomite+(chalcedony). Secondary minerals related with hydration and incongruent dissolution of glauberite are mainly gypsum and calcite.

This paper shows a procedure for the discrimination of gypsum from glauberite incongruent dissolution of an other one from anhydrite hydration.

The petrographic glauberite types described in Cerezo de Río Tirón section are: a) massive glauberite with thinning upward sequences and nodular anhydrite overimposed; b) Millimetric glauberite layers alternating with dolomitic ones; c) Glauberite single crystals dispersed in dolomitic matrix.

A «perennial lake» model is proposed to explain the general features of evaporitic deposits. The detrital facies are interpreted as a deltaic lacustrine model with thinning upward sequence interfingering with chemical facies.

Sulfate ( $\delta^{34}\text{S}_{\text{CD}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ ) and carbonate ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ ) isotopical data let us to discuss about theoretical model of brine genesis. According to these isotopical data, it is not clear a direct marine origin for this brine, but a stricted continental origin can be refused also. Mixing of continental and marine waters or heritage from evaporitic source rocks (Trias) are invocated.

## INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

Este trabajo constituye una primera aportación al estudio de los yacimientos de sulfato sódico de la provincia de Burgos.

El yacimiento de sales sódicas de Cerezo del Río Tirón tiene una gran importancia económica, como lo demuestra el hecho de que su producción, al iniciarse la década de los 80 supusiera el 50,3 por 100 de producción nacional del sulfato sódico natural, el 33,5 por 100 de la producción total nacional y el 2,9 por 100 de la producción mundial.

(\*) IGME.

(\*\*) Facultad de Geología. Universidad Complutense.

(\*\*\*) CSIC.

No obstante, en este trabajo vamos a marginar las características económicas de este yacimiento, tratadas por MENDUIÑA (1982), para adentrarnos en su conocimiento científico, el cual ha sido hasta ahora muy escaso.

Ríos (1964, pág. 148) describe la secuencia de la mina, dando cuatro capas glauberíticas cuya continuidad observa durante un kilómetro a lo largo de los escarpes de las márgenes del río Tirón.

GARCÍA DEL CURA (1979a) da algunos datos petrográficos sobre las capas superiores de la mineralización.

ORTI et al. (1979) hacen una breve cita respecto a la litofacies de esta mineralización, considerando, en un trabajo posterior, ORTI (1982), como dudoso el significado genético de dicha secuencia.

El IGME (1980) repite la secuencia de la mina dada por Ríos y da como yeso alabastrino las capas anhidríticas de lo que denomina «zonas centrales de la cubeta», y como material arcilloso la dolomicrita predominante intercrystalina respecto a la glauberita.

ORDÓÑEZ et al. (1982) describen brevemente la geología y las características de la explotación de sales sódicas de Cerezo del Río Tirón.

MENDUIÑA (1982), junto con un estudio geológico de la mineralización, realiza un estudio económico cubicando las reservas seguras de sulfato sódico existentes en el yacimiento actualmente en explotación de Cerezo del Río Tirón.

#### ENCUADRE GEOLOGICO

La zona donde se ha realizado el presente trabajo se sitúa en la terminación occidental del denominado «Surco Terciario del Ebro», que enlaza la Cuenca del Ebro (Cuenca Terciaria del Ebro-Rioja: Rioja Alta-La Bureba) con la Cuenca Terciaria del Duero (Burgos).

En la Cuenca del Ebro-Rioja, muy subsidente y con grandes potencias de sedimentos, se han diferenciado una serie de facies, tanto detríticas (facies de Nájera, Haro, Pancorbo, Bureba) como químicas (facies Cerezo) y mixtas (facies Altable, Crisaleña, Briviesca, Cameno), PORTERO y RAMÍREZ DEL POZO (1978), y PORTERO, RAMÍREZ DEL POZO y HERNÁNDEZ SAMANIEGO (1978), cuya situación

litoestratigráfica relativa es un tanto dudosa, debido a la dificultad que el carácter de los afloramientos tiene para determinar si se trata de cambios laterales de facies o de superposiciones.

#### Facies Cerezo

La mineralización se encuentra en la denominada «Facies Cerezo», en la que predominan los tonos grises, y que está constituida fundamentalmente por sulfatos (anhidrita y glauberita), alternando con dolomita, estando presentes también algunos niveles margosos en los que los componentes detríticos fundamentales son micas (ilita) y cuarzo, y en menor proporción feldespato y caolín. Más escasos aún son los niveles arenosos cuyos clastos son de composición cuarzo-feldespática (Cuarzo/feldespato  $\approx 3$ ) y su pasta carbonatado-yesífera en proporciones variables.

La hipergénesis ha hecho que los niveles más próximos a la superficie de erosión aparezcan hoy como yesos, al igual que los niveles más íntimamente relacionados con el nivel freático de la zona. En menor proporción esta hipergénesis afecta a los carbonatos dedolomitizándolos.

En la «Facies Cerezo», dentro del área estudiada (fig. 1) hemos diferenciado dos tramos pensando, más que en criterios litoestratigráficos, en criterios de productividad, dado el carácter geológico minero de este estudio. Estos tramos son: uno «Inferior», que contiene niveles de glauberita explotables, y otro «Superior», que no presenta de forma generalizada y explotable dichos niveles, siendo en cambio frecuentes los niveles detríticos y de calizas. Los afloramientos del «Tramo Inferior» se caracterizan por las abundantes eflorescencias de mirabilita, reflejo externo de la presencia de glauberita que ha sido alterada. La parte superior de la columna de Briviesca, la columna de la Mina (fig. 2) y la columna del Sondeo (fig. 3) nos suministran datos acerca de la composición litológica de estas facies cuyas características petrográficas y mineralógicas serán expuestas al tratar de la «Mineralización».

#### Facies Cameno

Hacia el muro y lateralmente, en el NO de la zona estudiada, las «Facies Cerezo» pasan a las «Facies Cameno» definidas por PORTERO et al.,

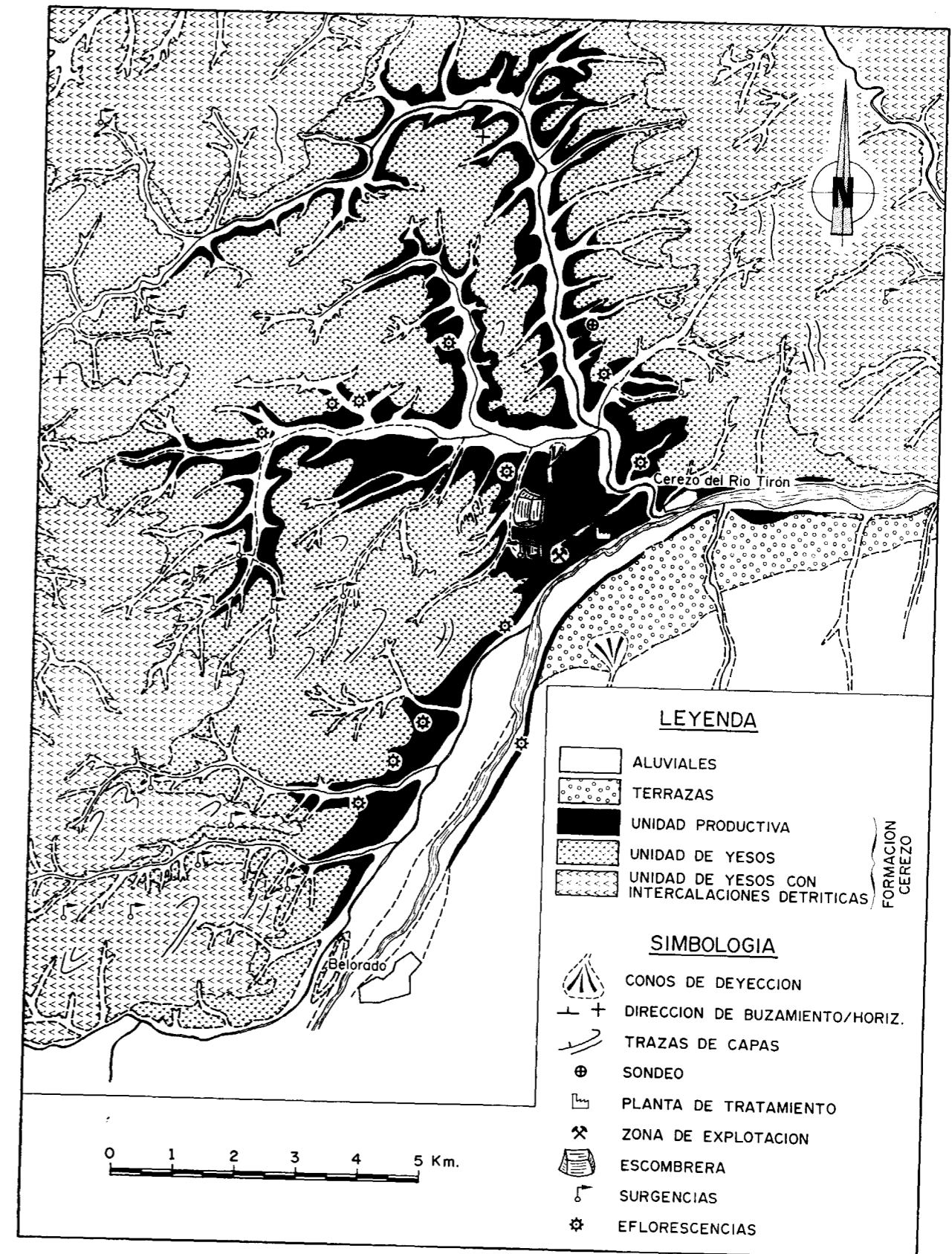


Figura 1.—Esquema geológico del yacimiento de Cerezo del Río Tirón.

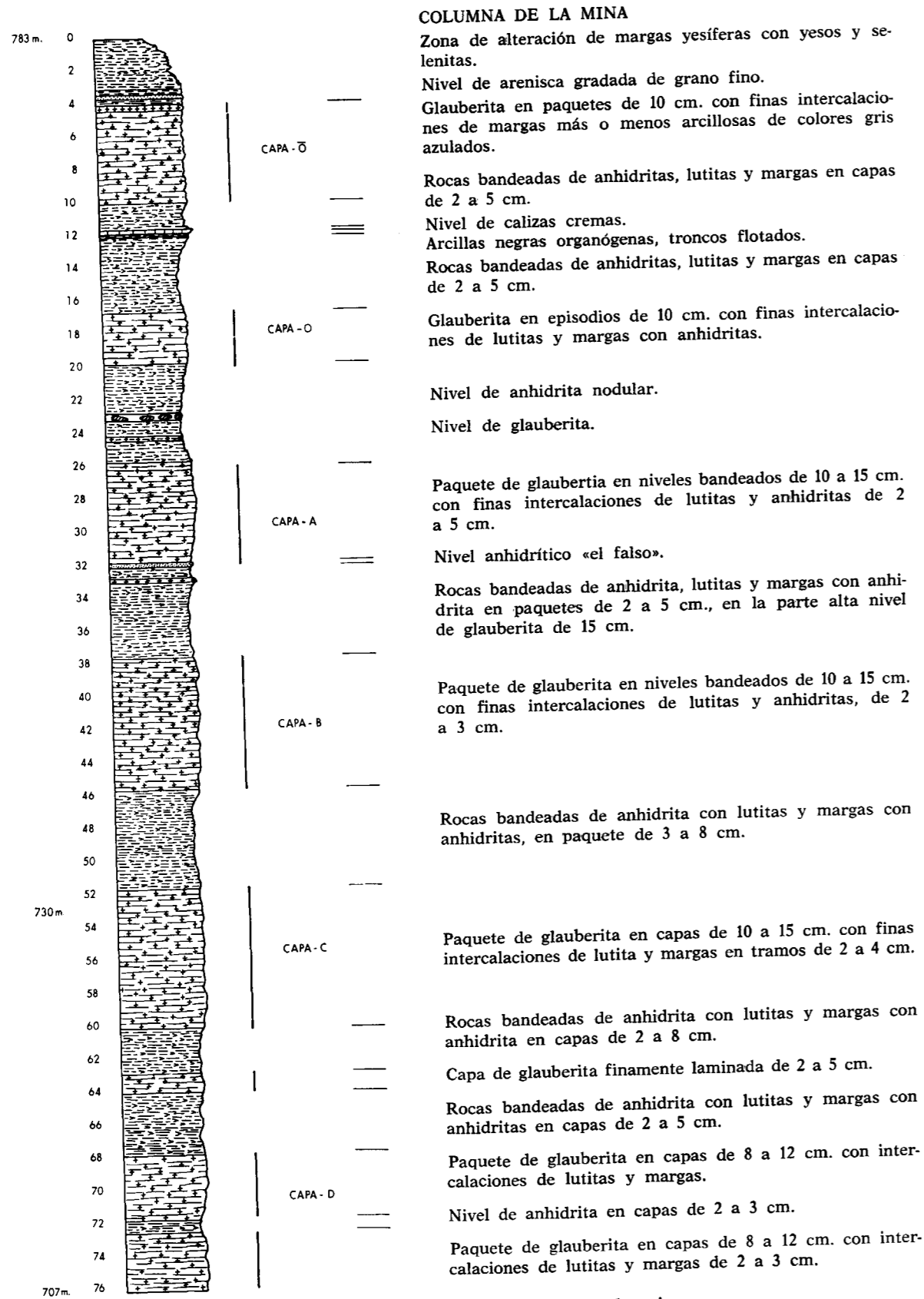


Figura 2.—Columna litoestratigráfica de la mina.

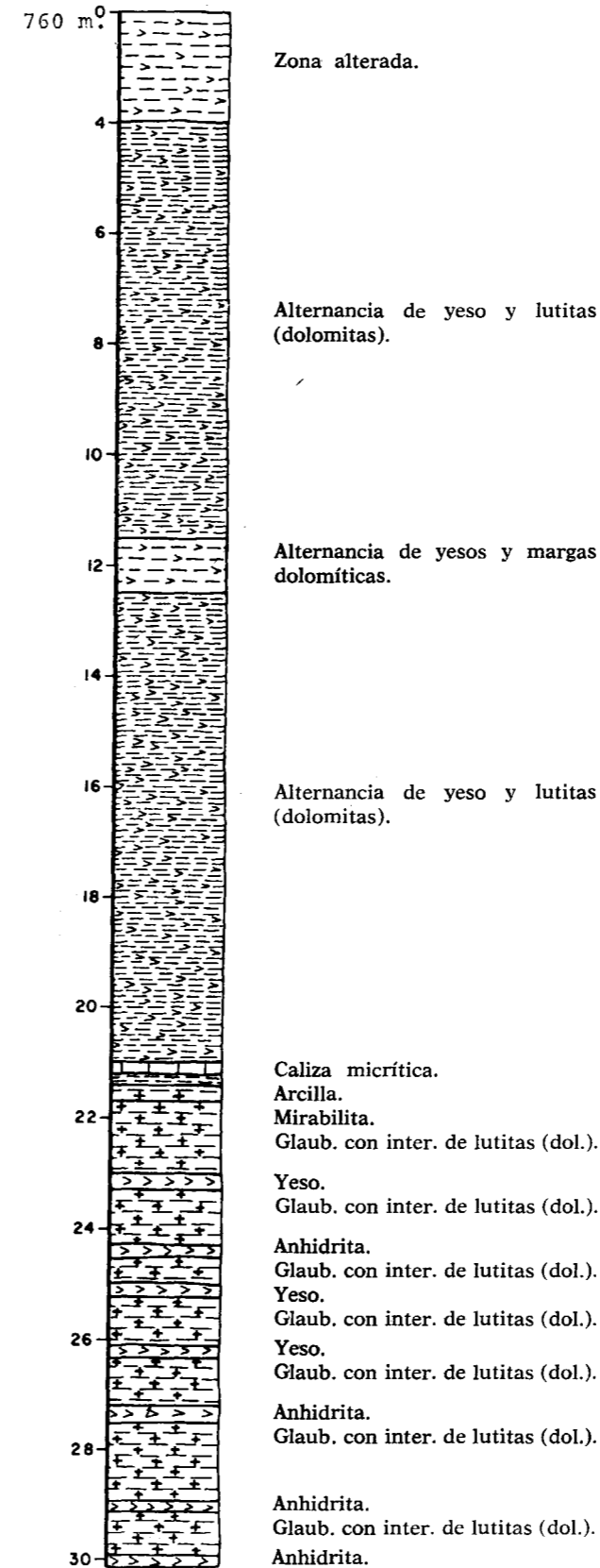


Figura 3.—Columna litoestratigráfica del sondeo.

(1978), que son facies detríticas con cantidades variables de yeso, que dichos autores consideran como facies de transición entre las «Facies Bureva», fundamentalmente detríticas, y las «Facies Cerezo», fundamentalmente químicas.

Es interesante hacer notar que en las «Facies Cameno» (en la cuesta de Parapa, en Briviesca) se ha encontrado un cráneo de un Rinocerótido, clasificado como probable *Chilotherium* s.p. por CRUSAFONT et al. (1966), atribuyéndole entonces una posible edad vindoboniense. Más dudosa parece aún, según estos autores, la atribución al mismo género de unos molares encontrados en las «Facies de Haro» en el término de Cellórigo.

Las «Facies Cameno» fueron estudiadas por nosotros al S de Briviesca, donde pasan lateralmente a las «Facies Cerezo», siendo difícil establecer un límite preciso entre ellas.

La sección de Briviesca presenta en su mitad inferior secuencias tipo «thickening upward» que se inician, con gran abundancia de facies químicas anhidrítico-dolomíticas, en la zona basal de la sección, en la que se intercalan cuerpos arenosos decimétricos, en contacto neto pero erosivo con las facies químicas. Hacia arriba gradualmente los cuerpos arenosos se hacen más importantes, alcanzando espesores métricos, presentando contacto rugoso y neto con el material infrayacente; muestran una sección externa completa que comienza con estructuras masivas con gradación interna y frecuentes «cantos blandos» y laminaciones de corriente a las que siguen normalmente rizaduras de corriente y «wavy». Estos cuerpos arenosos se interrumpen en la vertical de una manera brusca, apareciendo facies químicas con características análogas a las de las «Facies Cerezo». En la parte central de la sección de Briviesca las facies químicas dejan paso a un episodio de lutitas homogéneas en las cuales se intercalan pequeños lechos arenosos con abundantes rizaduras de corriente. La parte superior de la sección de Briviesca aparece muy cubierta y en ella únicamente resaltan los bancos de arenas cementadas con las ya mencionadas estructuras, pero sin que sea posible reconstruir las secuencias deposicionales.

Es notable la presencia, en el techo del conjunto detrítico, de facies ooidales, observándose algunos ooides con núcleo de yeso y otros de feldespatos, si bien predominan los núcleos de cuarzo

y dolomita. La cantidad de pasta (dolomicrita) es variable, observándose desde términos arenosos a términos dolomíticos, presentándose intercalaciones dolomíticas con sulfatos, posiblemente glauberita, disueltos, como se observa en la figura 4, donde también aparece calcedonia en dicho nivel.

Las características mineralógicas y texturales de este conjunto detrítico aparecen resumidas en la figura 5. En cuanto al cuarzo presente en estas rocas detríticas, hay que hacer constar que si bien es fundamentalmente monocristalino, existe del orden de un 5 por 100 de cuarzo policristalino, a veces con extinción ondulante, e indicios de clastos de chert ( $\leq 1$  por 100) con mosaico criptocristalino predominante, denotando el carácter de rocas detríticas de segundo ciclo que tienen estas samitas.

LA MINERALIZACION

La mineralización forma parte de una secuencia evaporítica anhidrítico-glauberítica en la que dichos minerales alternan con niveles, en general de menor grosor, dolomicríticos y/o margosos que a veces se reducen a su simple presencia como



Figura 4.—Facies ooidales de la sección de Briviesca en contacto con niveles evaporíticos parcialmente disueltos que contienen calcedonia. N X,  $\times 11,5$ .

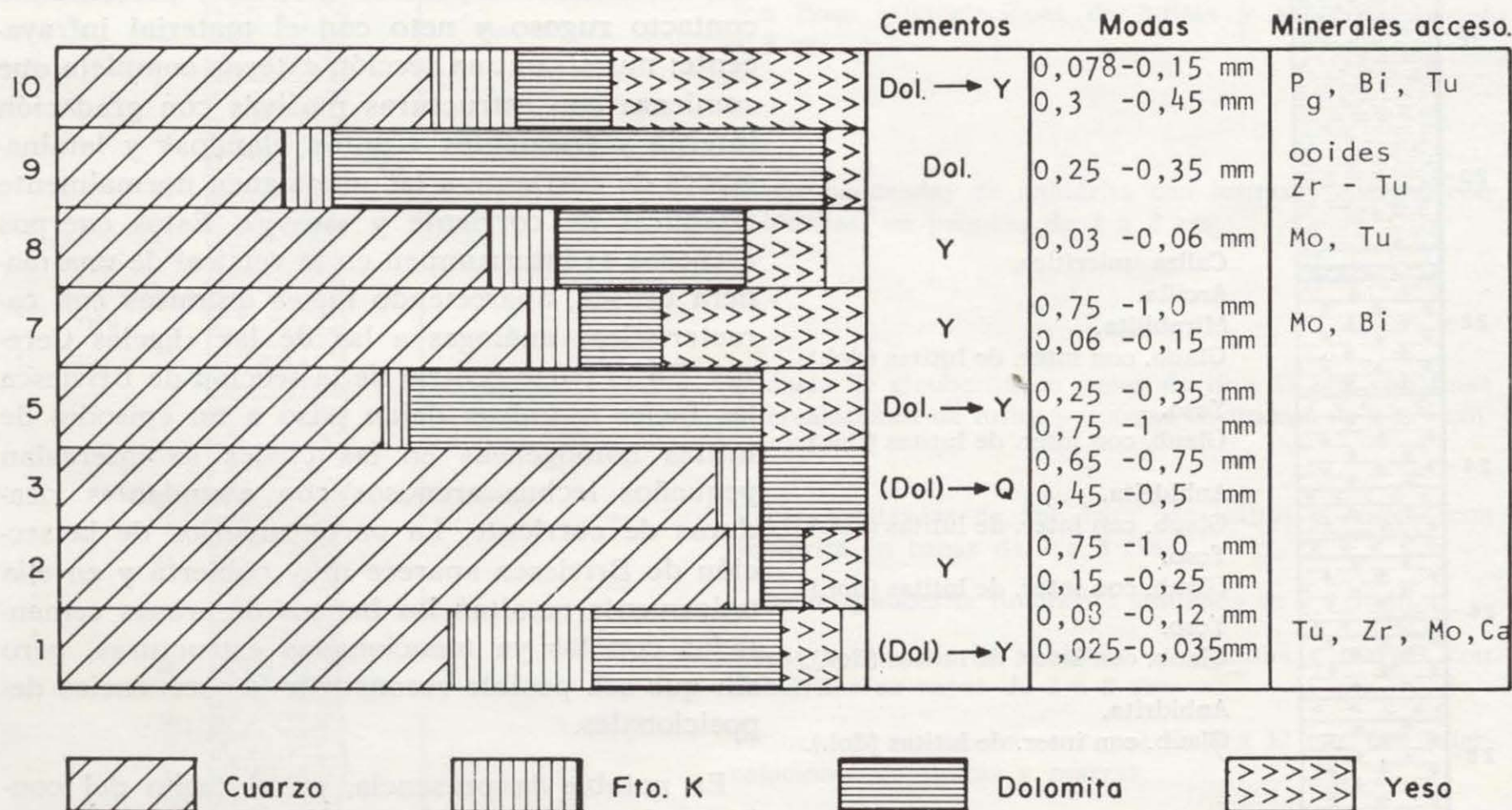


Figura 5.—Espectro mineralógico de las samitas de la Facies Cameno (sección de Briviesca), con expresión de la naturaleza de los cementos, tamaños modales y minerales accesorios.

material intercrystalino (fig. 6), especialmente en los ciclos glauberíticos más potentes, donde puede hablarse de la presencia de glauberita masiva (ver descripción de las rocas glauberíticas).

Los niveles anhidríticos son conocidos como «falsos» en el lenguaje minero cuando tienen una potencia mayor que la media de los niveles del conjunto. La anhidrita no siempre se presenta como niveles continuos, sino que son muy frecuentes las formas nodulares de diferentes tamaños, desde milimétricos a decimétricos (figs. 7 y 8).

La figura 2 nos muestra la «Columna de la Mina». Esta columna es notablemente más completa que la anteriormente publicada (ver antecedentes), en ella se observan seis capas glauberíticas, al mismo tiempo que se describen petrologicamente los niveles intermedios. Es importante la presencia del nivel de calizas de color beige (de 16 a 20 cm.), mostrando alternancia de micrita fosilífera y micrita arenosa, posible nivel guía de la mineralización, bajo estas calizas aparece un nivel arcilloso con vegetales flotados.

Esta secuencia salina, al igual que ocurre en la Cuenca de Madrid (GARCÍA DEL CURA, 1979a, b, y GARCÍA DEL CURA, ORDÓÑEZ y LÓPEZ AGUAYO, 1979) está hipergénizada en la parte limítrofe con la superficie topográfica, apareciendo yesos secundarios de variadas texturas que a continuación describiremos, junto con las otras rocas asociadas a la mineralización.

### Rocas yesíferas

Las rocas yesíferas asociadas a la mineralización son yesos secundarios que forman parte de las anteriormente denominadas «Facies Cerezo».

Estas rocas, en su estado actual, han sido generadas por procesos hipergénicos, de ahí que su presencia sea función de la composición mineralógica primaria y de su situación respecto a la superficie topográfica y al nivel freático actual y anteriores.

Hemos realizado un estudio de las facies de los yesos utilizando la nomenclatura compilada por ORTI (1977) modificada, añadiendo algunos términos texturales que no recoge.

Los elementos texturales presentes en estos yesos son:

1) Agregados microcristalinos: éstos tienen en estas rocas un tamaño de cristal comprendido entre 20 y 50  $\mu$ , generalmente con una dimensión predominante, pudiendo definir microestructuras de tipo «fluidal», crenulaciones... (fig. 9) (1).

2) Agregados mesocristalinos: damos este nombre a aquellos mosaicos constituidos por elementos de extinción uniforme. Su tamaño en estos materiales oscila entre 50 y 100  $\mu$ . Los cristales son límpidos, no soliendo presentar inclusiones de anhidrita, y su contorno está bien definido (2).

3) Agregados mesocristalinos («macrocristalinos») con elementos de extinción no uniforme (CENU). Dichos elementos son generalmente mayores de 60  $\mu$ , pudiendo llegar a algunos decímetros (3).

4) Mosaicos mesocristalinos con cristales porfidotópicos de extinción uniforme, bien definidos, con hábitos euédrales o subeuédrales, a veces con zonación (4).

5) Formas fibrosas: aparecen rellenando cavidades y en planos de discontinuidad litológica paralelos-coincidentes con la estratificación. Los cristales se disponen generalmente perpendiculares a los bordes de la cavidad o plano de discontinuidad (fig. 10) (5).

6) Cristales pseudomorfos y masas lenticulares policristalinas de yesos perimórficos con morfología de los cristales de glauberita, debido al carbonato intercrystalino que conserva dicha forma (figs. 11, 12 y 13) (6).

7) Estructuras reticuladas no citadas anteriormente. Están constituidas por una serie de láminas formadas por cristales finos de tendencia fibrosa cuya longitud es del orden de 30  $\mu$ . Entre estas láminas se encuentra dolomicrita muy escasa (figs. 14 a y b) (7).

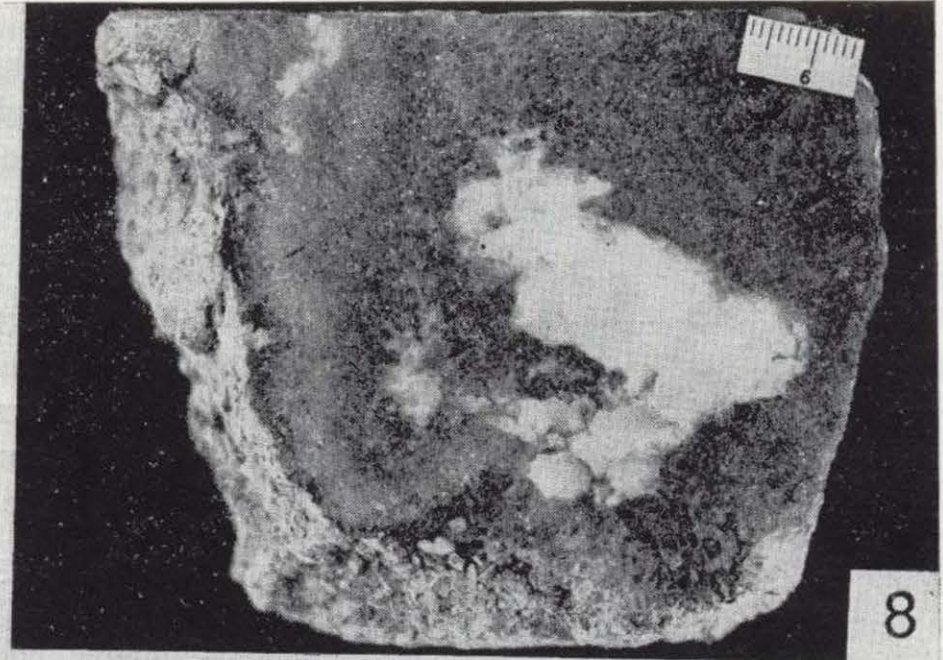
En la figura 15 se observa el espectro textural del sondeo estudiado que ha permitido establecer una matriz de asociación entre los tipos texturales, cuyos resultados quedan reflejados en la figura 16.

Los dos últimos componentes texturales citados (6 y 7) son, a nuestro modo de ver, característicos de la hidratación de glauberita, no siendo habituales en los materiales yesíferos secundarios.

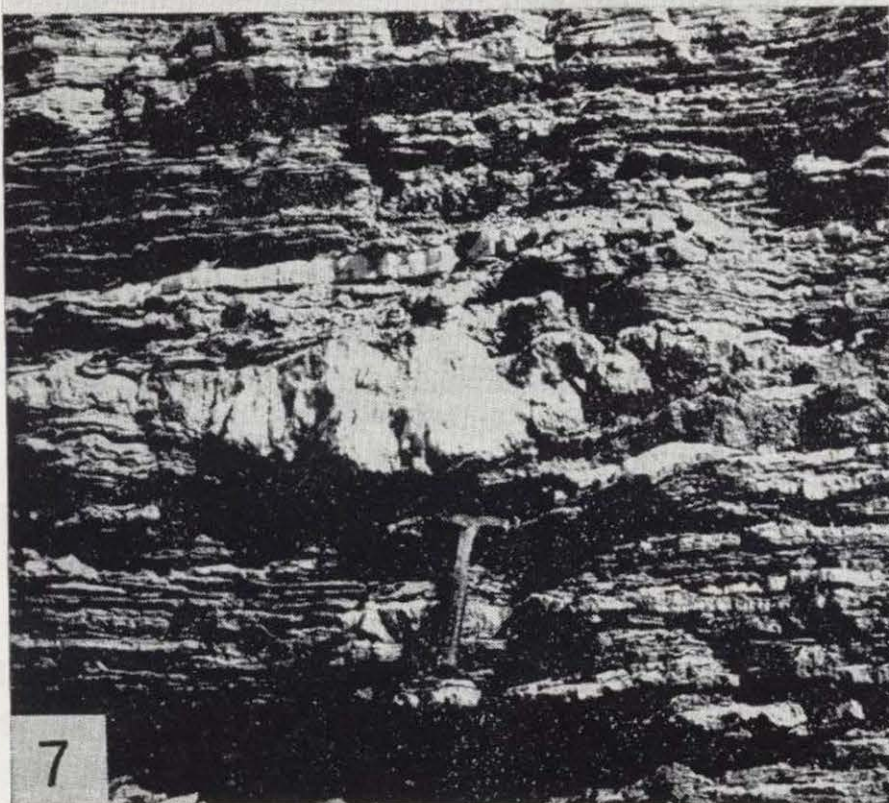
Los materiales constituidos por «Estructuras



6



8



7



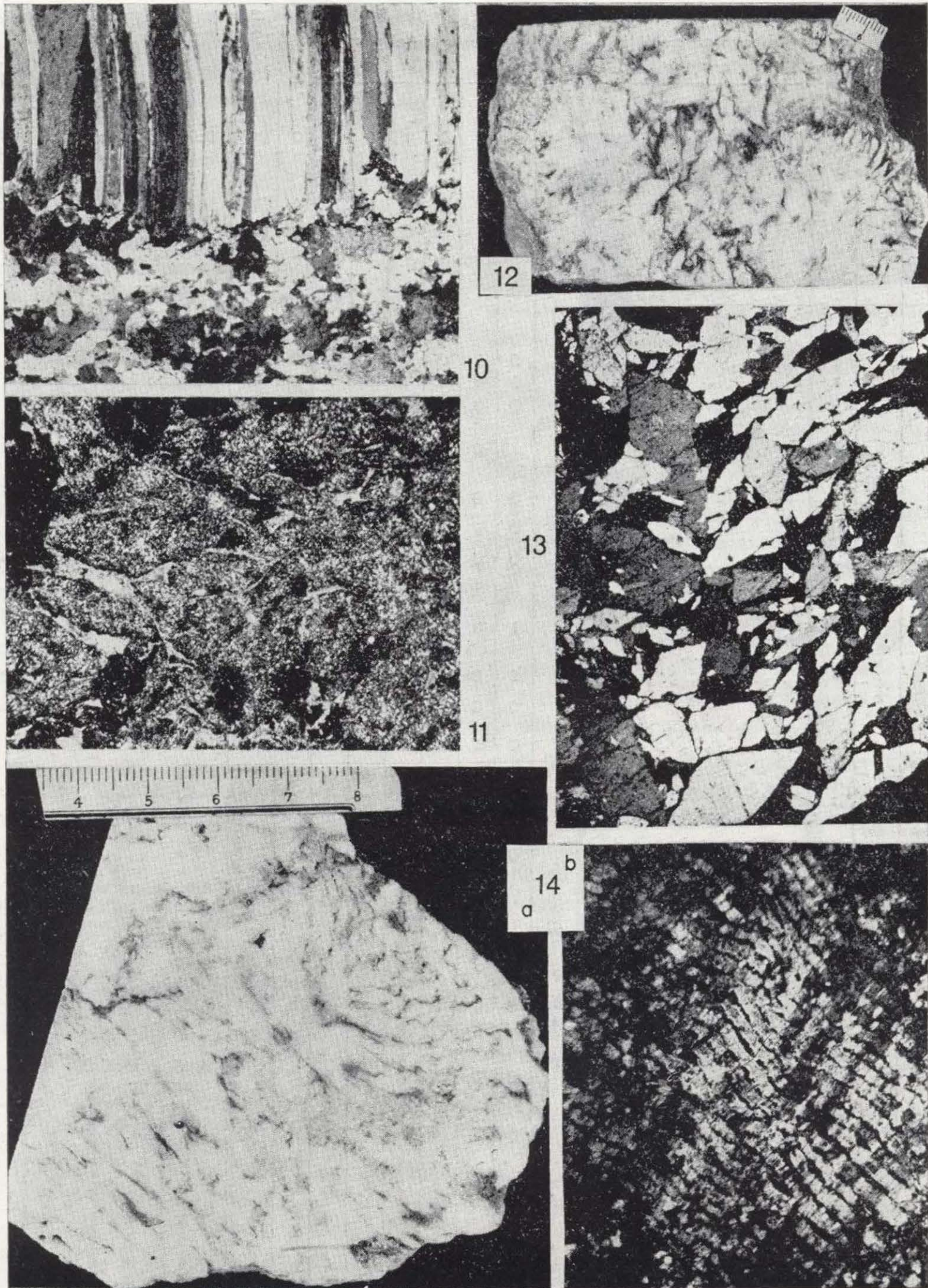
9

Figura 6.—Facies glauberítica masiva en la que la mayor riqueza de material intercrystalino no sulfatado define un bandeo difuso más patente en la parte superior del fragmento de testigo de sondeo.

Figura 7.—Nódulos de yeso alabastrino procedentes de la hidratación de nódulos anhidríticos.

Figura 8.—Nódulos de anhidrita en el seno de glauberita de facies masiva. Sondeo.

Figura 9.—Yeso, fundamentalmente microcrystalino, mostrando estructura replegada. Sondeo N X,  $\times 31$ .



## LAMINA I.—Facies yesíferas procedentes de alteración de glauberita.

Figura 10.—Yeso fibroso correspondiente a un nivel centimétrico en contacto con un nivel yesífero politextural.  
N X.  $\times 13$ . Sondeo.

Figura 11.—Yeso microcristalino perimórfico de glauberita. N X.  $\times 37,5$ . Muestra superficial de la explotación.

Figura 12.—Aspecto a la mesoescala de un yeso procedente de la alteración de glauberita.

Figura 13.—Yeso seudomórfico de glauberita. N X.  $\times 11,5$ . Sondeo.

Figura 14.—Estructura reticulada. Sección de Cerezo. a) Aspecto a la mesoescala. b) Microfotografía N X,  $\times 50$ .

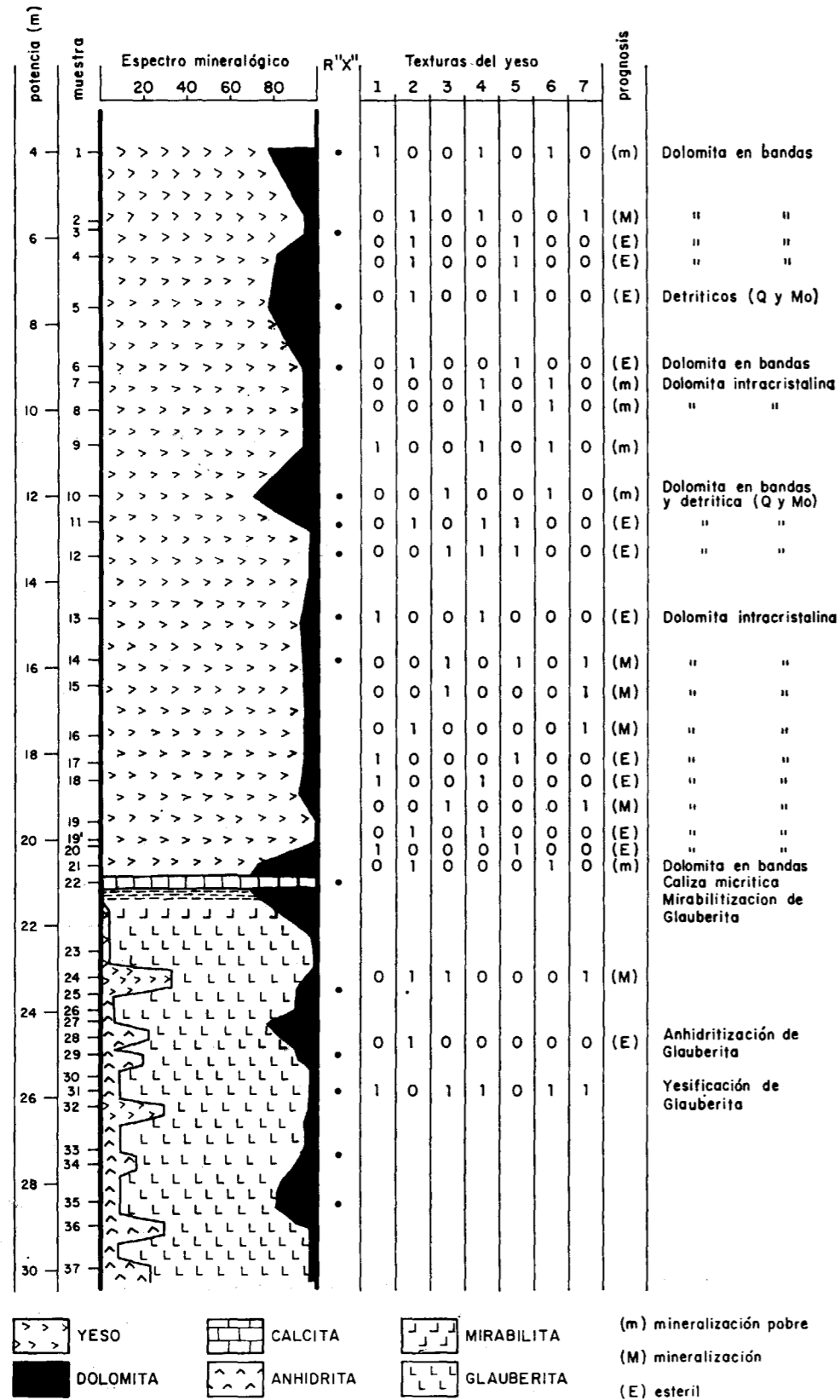


Figura 15.—Espectro mineralógico y textural del sondeo.

Reticuladas», los cuales presentan a la mesoescala unos rasgos muy característicos (aspecto «migmatítico» (fig. 14 a) color beige, baja densidad, etc...) corresponden siempre y pueden correlacionarse con niveles mineralizados, lo que corrobora la idea de que se trata de la alteración de dichos niveles glauberíticos. Al componente textural al que las estructuras reticuladas aparecen asociadas preferentemente es al mosaico de componentes de extinción no uniforme, lo que es un dato a favor del carácter universal de esta textura de hidratación.

Las texturas 1 y 4 y parte de la 3 pueden considerarse como resultado de la hidratación de facies anhidríticas, mientras que las texturas 2, 6 y 7 y parte de la 3 corresponden a hidratación de la glauberita. La disminución de volumen que acompaña al paso glauberita → yeso, así como las altas relaciones de saturación que implica la disolución incongruente de la glauberita, con la elevada nucleación correspondiente, explica la génesis de las formas fibrosas, tanto en sentido estricto (textura 5) como formando parte de las estructuras reticuladas. Dicha disminución de vo-

lumen puede también causar procesos de colapso de las rocas, contribuyendo así a crear los rasgos «migmatíticos» citados.

Las vénulas-capa paralelas a la estratificación seguramente están relacionadas con los procesos de hidratación de niveles con láminas milimétricas de glauberita definiendo sus cristales un entramado denso, mientras que cuando los cristales de glauberita están diseminados en el seno de carbonatos, éstos protegen la morfología del molde del cristal y se forman así estructuras de hidratación, o bien pseudomórficas s.s. o con masas de cristales que reproducen la morfología del cristal.

**Rocas carbonáticas**

El carbonato asociado a la dolomitización es fundamentalmente dolomita, que en los niveles superiores suele aparecer dedolomitizada (calcita).

Constituye bandas de pequeño grosor que alternan con otras de sulfato, detalle que, debido a la escala, no queda reflejado en el espectro mineralógico del sondeo (fig. 15).

Es frecuente que la orientación original de las masas de dolomicrita se vea alterada por los procesos de blastesis ligados a la alteración de fases sulfatadas, originándose facies más o menos brechoides. Como caso extremo de esta alteración tenemos el nivel que aparece hacia la cota 738 m. del sondeo de calizas brechoides secundarias asociadas a glauberita mirabilitizada.

También existen niveles carbonáticos no compactos con elementos detriticos, margas, en los que junto con dolomita y yeso, que son los componentes principales, aparecen, siendo mucho menos abundantes: cuarzo, ilita, caolín, talco y feldespato potásico.

Cabe aquí también recordar el nivel de calizas micríticas citado al hablar de la columna de la Mina, el cual a simple vista presenta laminaciones brechificadas, observándose al microscopio cómo estas laminaciones están constituidas por la alternancia de micritas fosilíferas y/o biomicritas de ostrácodos y micritas arenosas (con cuarzo y micas como detriticos principales). A veces las láminas se presentan muy replegadas, estando constituidas entonces por calcita micrítica con mesocristales de yeso y algo de dolomicrita.

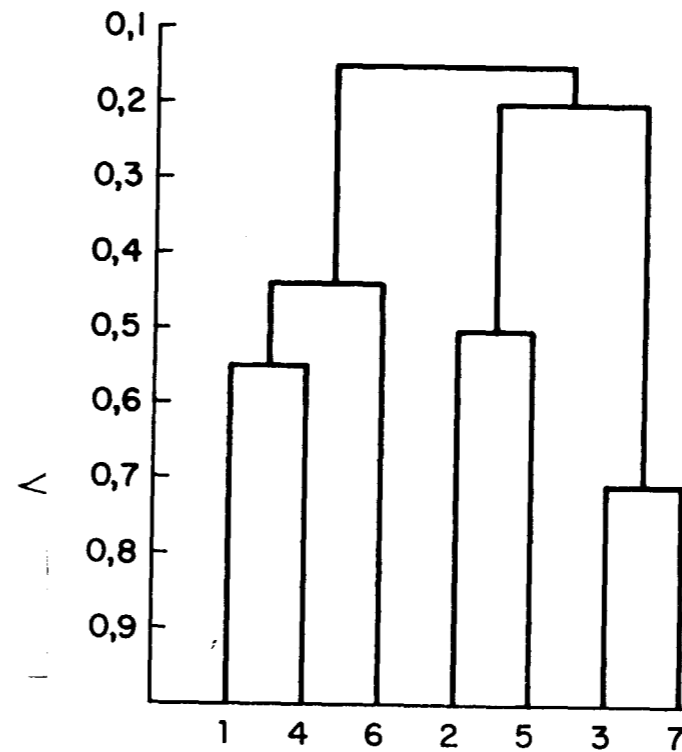


Figura 16.—Análisis cluster de las texturas de las rocas yesíferas.

### Rocas anhidríticas

Son las más abundantes en las zonas inalteradas, constituyen un bandeo en el que alternan con niveles de dolomicrita con algunos cristales dispersos de glauberita y anhidrita microcristalina; este bandeo se ve a veces alterado por el hábito nodular que adoptan las masas de anhidrita.

En ocasiones la dolomita es menos abundante y tenemos entonces una alternancia de niveles anhidríticos de gran pureza mineralógica con otros que tienen dolomicrita intercristalina.

La anhidrita de los niveles es fundamentalmente microcristalina y anhedral (cristales de 4 a 8  $\mu$ ) con pórfidos idiomorfos considerablemente mayores (del orden de 70  $\mu$ ), por el contrario la anhidrita de las masas nodulares es más equigranular (de 10 a 40  $\mu$ ) y presenta mayor idiomorfismo (fig. 17), mostrando también una ligera variación de sus características ópticas.

### Rocas glauberíticas

Se pueden considerar tres tipos fundamentales:

- a) Glauberita masiva (glauberitita).
- b) Glauberita bandeada con dolomita.
- c) Cristales de glauberita dispersos en el seno de una matriz carbonatada.

a) *La glauberita masiva* está formada por cristales idiomorfos y/o subidiomorfos, observándose en algunos casos (fig. 18) una sedimentación gradada, oscilando el tamaño de los cristales entre 0,3 mm y 4 mm. Estos cristales presentan inclusiones de anhidrita idiomorfa de tamaños entre 0,06 y 0,09 mm.

Junto con los cristales primarios aparece frecuentemente glauberita cementante, originando, desde recrecimientos marginales (cemento rim) (fig. 19), a formas poiquilótópicas en las que un cristal de cemento engloba a varios cristales anteriores.

El tanto por ciento de matriz es variable, siendo frecuentemente nulo. Cuando su cantidad es algo significativa presenta indicios de bandeo (figura 20), se trata fundamentalmente de dolomicrita, a veces algo margosa. Contienen algunas masas nodulares de anhidrita que a veces penetran en los cristales de glauberita (fig. 17). También

presentan indicios de sílice no detrítica: calcedonia y cuarzo autigénico. La calcedonia, relativamente abundante, es intracristalina, tanto de los cristales de glauberita, como de los cristales de yeso pseudomórficos de ésta (fig. 21).

Es común la yesificación parcial de los cristales de glauberita, que se inicia en sus bordes y progresa hacia el centro, siendo a veces observable incluso a la mesoescala.

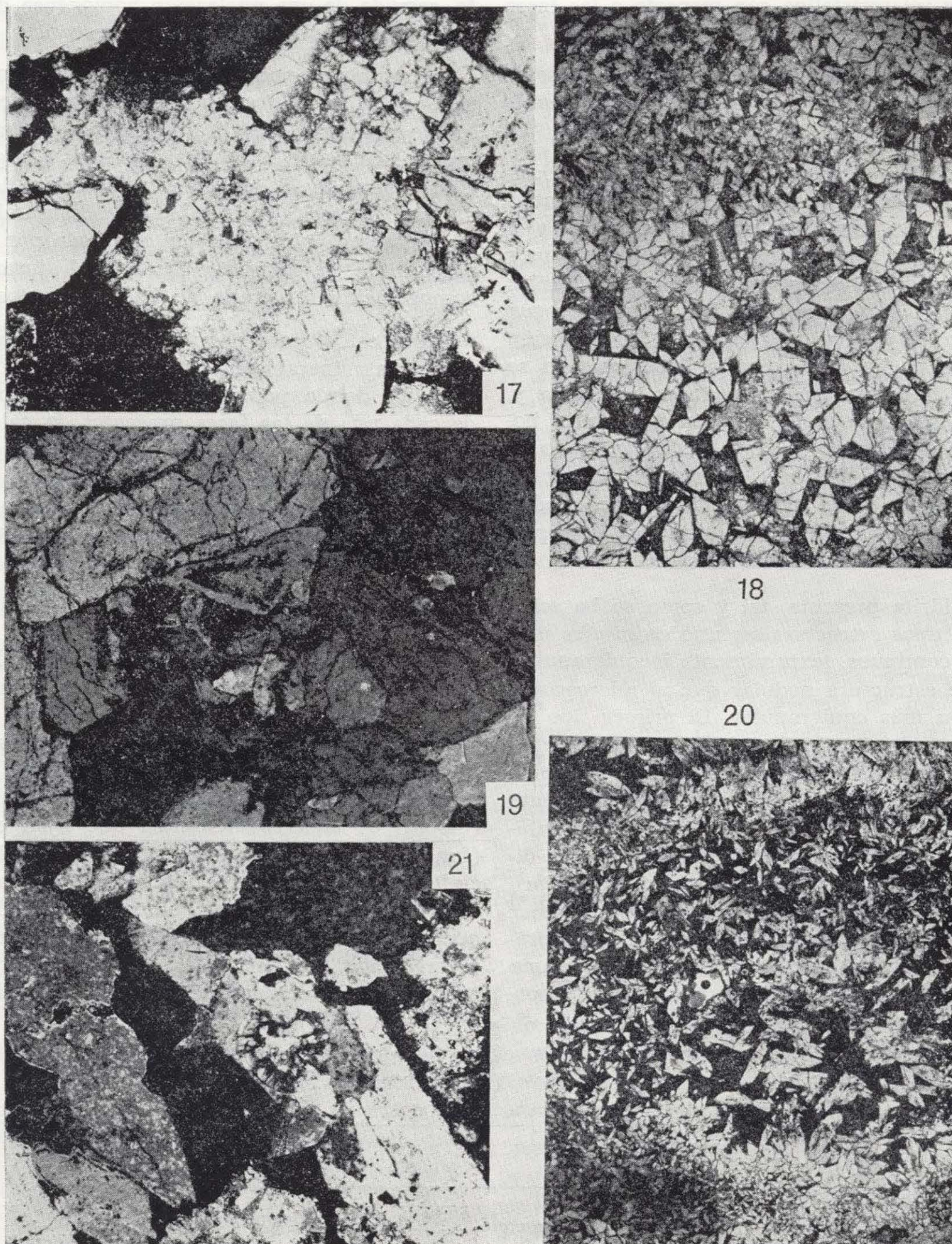
b) *La glauberita bandeada con dolomicrita* presenta unas características petrográficas similares al tipo anterior, si bien la dolomicrita es más abundante, constituyendo bandas que pasan gradualmente a dolomita o a glauberita con dolomicrita en posición intercristalina. La dolomita presenta indicios de detríticos y fantasmas de ostrácodos. Este tipo petrológico suele encontrarse en el muro de los bancos de glauberita.

c) *Los cristales de glauberita dispersos en el seno de una matriz carbonatada* son de pocos milímetros. En los materiales frescos encontramos los cristales de glauberita en el seno de dolomicrita, en los materiales hipergenzados encontramos yeso pseudomórfico de glauberita o bien los moldes de los cristales de glauberita en el seno de caliza.

### MINERALOGENESIS

Básicamente las facies de Cerezo están formadas por materiales bandeados donde alternan, con mayor o menor proporción y con una regularidad difícil de precisar, láminas carbonatadas (de naturaleza dolomicrítica), con otras de naturaleza sulfatada (cálcica o sódico-cálcica).

El origen de las dolomicritas debe buscarse en un precursor carbonatado, ya sea aragonítico o calcítico (HMC), aunque por comparación con trabajos anteriores nuestros nos inclinamos por un precursor calcítico (HMC), ya que no se han identificado facies ricas en estroncio (celestina), típicas cuando el precursor es de naturaleza aragonítica. Los lodos precursores podrían tener restos esqueléticos, fundamentalmente ostrácodos, bien conservados en los escasos niveles de calizas micríticas, pero totalmente obliterados en las dolomías, si bien han podido quedar algunas estructuras fantasmales. Las facies dolomicríticas pueden estar en niveles continuos o asumir un papel



## LAMINA II.—Petrografía de las facies glauberíticas.

Figura 17.—Anhidrita preferentemente anhedral y secundaria en contacto con glauberita. N X,  $\times$  25. Sondeo.

Figura 18.—Glauberita mostrando rasgos de sedimentación gradada. N //,  $\times$  5. Sondeo.

Figura 19.—Glauberita cementante en roca glauberítica (obsérvense los recrecimientos cristalinos). N X,  $\times$  27. Sondeo.

Figura 20.—Glauberita con dolomicrita definiendo estructura bandeada. N //,  $\times$  5. Sondeo.

Figura 21.—Calcedonia en facies glauberítica ligeramente yesificada. N X,  $\times$  27. Sondeo.

de matriz intercrystalina con respecto a las fases sulfatadas.

Dentro de las fases sulfatadas es forzoso separar, desde el punto de vista genético, la glauberita y la anhidrita.

La glauberita presenta texturas de granoclasi-ficación a veces muy marcada, y pudiera interpretarse como una fase primaria depositada a partir de una salmuera cuya naturaleza hemos señalado en nuestros trabajos anteriores (ORDÓÑEZ et al., 1982). Ello presupone un cuerpo de agua oxigenado, ya que en caso contrario la reducción bacteriana de los  $SO_4$ , podría hacer que no se alcanzase la saturación en las fases sulfatadas y, por supuesto, presupone también una cierta homogeneidad respecto a la salinidad en todo el cuerpo de agua. Después de su sedimentación esta glauberita sufre recrecimientos, que quedan reflejados en inclusiones dolomícríticas en superficies de crecimiento de los cristales.

La anhidrita presenta, tal y como se ha señalado, dos tipos estructurales: uno en niveles más o menos continuos, texturalmente inequigranular, y otra de estructura nodular que al microscopio se observa más equigranular. El primer tipo de anhidrita podría ser primario, pero quizá argumentando desde un punto de vista físico-químico la  $aH_2O$  en la salmuera no sería suficientemente baja como para justificar la presencia de anhidrita primaria, ni tampoco la temperatura de dichas salmueras. Pensamos que quizá en los primeros centímetros de enterramiento pudo tener lugar una anhidritización temprana del yeso precursor; este proceso se hace en dos fases: una de génesis de porfidoblastos de anhidrita idiomor-

fa, seguida de una nucleación homogénea de cristales alotriomorfos de pequeño tamaño.

La anhidrita nodular deforma los planos de sedimentación y afecta a los cristales preexistentes de glauberita, dando unas formas prismáticas que crecen desde la anhidrita nodular a la glauberita, indicando el carácter metaestable de ésta durante el crecimiento de aquélla. Esta anhidrita es más tardía y puede estar originada por la migración de la salmuera intersticial durante la compactación temprana de los sedimentos.

Todos estos datos nos permiten establecer una secuencia mineralógica que se resume en la figura 22, donde podemos observar la evolución de cada una de las fases presentes, la calcita, a pesar de estar escasamente representada en los materiales estudiados (nivel decimétrico a techo de la capa 0), la hemos querido representar ya que puede atribuirse e interpretarse como un «freshening».

Cabe preguntarse a qué se deben las alternancias mineralógicas de composición: BEGIN et al. (1974) observan en la formación Lisan que las variaciones climáticas anuales son las responsables de la precipitación alternante de láminas carbonáticas y yesíferas, de forma que en la estación lluviosa se produce una disminución de salinidad favoreciendo con ello el desarrollo de floraciones (bloom) de algas planctónicas que fijan el  $CO_2$  (función fotosintética) y con ello provocan la precipitación de carbonatos, en cambio en la estación seca se produce un aumento de salinidad que provoca una sobresaturación salina del medio, favoreciendo con ello la precipitación de fases sulfatadas que se depositan en el fondo del lago.

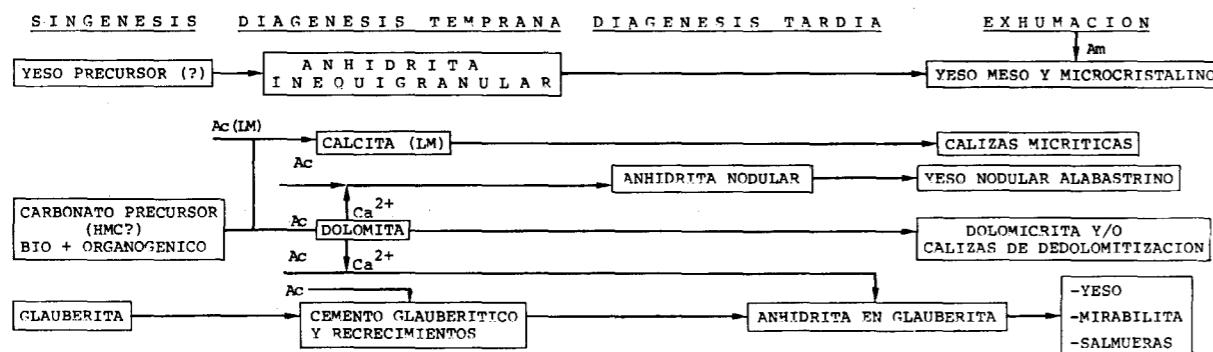


Figura 22.—Secuencia mineralogénica propuesta.

Esto nos permitiría interpretar esta ritmicidad como ligada a procesos puramente estacionales.

El relleno de la cuenca presenta secuencias ricas en glauberita (mineralización), alternando con otras secuencias ricas en anhidrita (estéril), siendo las potencias de estos niveles, en la columna de la Mina, del orden de 6 a 8 m. de glauberita y de 6 a 8 m. de anhidrita, esto supone poder pensar, siguiendo el razonamiento por el cual las laminaciones primarias pueden atribuirse a cambios climáticos estacionales o anuales, que los grandes paquetes productivos alternantes con los estériles sería válido interpretarlos como variaciones climáticas seculares.

Otro aspecto importante a considerar sería la profundidad, o mejor dicho el espesor de la lámina de agua donde se desarrollarían estos depósitos: creemos que un buen criterio para conocer este dato es el análisis de las estructuras de las series marginales (columna de Briviesca), en este sentido STURM y MATTER (1978), entre otros autores, han puesto de manifiesto la importancia que tienen las corrientes de turbidez en la sedimentación lacustre. En este contexto cabría clasificar la serie de Briviesca como un depósito «deltaico» que «prograda» en el seno de una cuenca donde predomina la sedimentación química, de forma que las facies distales de tipo químico se interrumpen bruscamente por cuerpos arenosos que aumentan en potencia y desarrollo a medida que ascendemos en la columna.

La coexistencia de la precipitación química y la sedimentación detrítica justificaría las formas ooidales que hemos encontrado en algunos de los cuerpos arenosos, los cuales representan el sistema de canales distribuidores del cono deltaico.

Posiblemente este hecho tenga un doble interés, ya que de una parte nos dice que efectivamente la paleogeografía de la cuenca difería poco de la actual forma de los afloramientos, ya que al oeste de la serie de Briviesca tenemos los relieves de la Sierra de Rojas y Santa Casilda, y el otro es que constituye un argumento a favor del modelo de «lago perenne» opuesto al de «playa lake» para la cuenca de sedimentación.

En este sentido consideramos fundamental el modelo propuesto por HARDIE, SMOOT y EUGSTER (1978) en el sentido de que la relación entre la entrada de agua en la cuenca y la evaporación es la variable fundamental en la cinética del pro-

ceso y que la naturaleza de las sales precipitadas depende fundamentalmente de la composición química de las aguas que alimentan el sistema. Esto explicaría el hecho de que, cuando estacionalmente o durante breves períodos de tiempo, la alimentación de agua al sistema es superior a la evaporación, y solamente en zonas aisladas y someras, puede producirse deposición de evaporitas, mientras que en la cuenca se depositarán lodos micríticos cuya naturaleza dependerá exclusivamente de la relación Mg/Ca: con valores bajos de esta relación predominará L. M. C. (low magnesium calcite) y con valores intermedios H. M. C. (high magnesium calcite). Por el contrario, cuando la alimentación es menor que la evaporación, la cuenca alcanza la saturación de una fase evaporítica (yeso, glauberita, etc.), precipitándose sobre el fondo y dando lugar a un episodio evaporítico.

#### CONSIDERACIONES GENÉTICAS PREVIAS

Desde antiguo ha existido una compleja polémica para justificar la génesis de los potentes depósitos salinos de los Terciarios interiores de la Península Ibérica. EZQUERRA DEL BAYO (1845) es el primer autor que cita los grandes lagos peninsulares, posteriormente (1852-1869) VERNEUIL y COLLOMB los designarán con el nombre de grandes ríos que asocian a cuencas lacustres: lago del Ebro, lago del Tajo y lago del Duero.

En 1864 CASIANO DEL PRADO, refiriéndose a los depósitos salinos del Valle del Ebro, asegura que los lisos de sal de Remolinos tienen cierto parecido con los niveles de precipitación de halita observables en las salinas de Torreveja, lo que le hace señalar que estos lagos tuvieron una cierta comunicación con aguas marinas.

Posteriormente, CALDERÓN (1895) pone en boca de CORTÁZAR una nueva interpretación de los depósitos salinos afirmando que tienen su origen en la disolución de sales triásicas. Llama la atención en este trabajo de CALDERÓN el hecho de que defiende cuestiones como el que la naturaleza de las fases salinas dependa exclusivamente de la hidroquímica, de forma que atribuye a la evaporación el mecanismo fundamental de la precipitación de los minerales salinos. En otros párrafos compara las grandes cuencas terciarias de nues-

tra península con el Mar Muerto y con el Gran Lago Salado del estado americano de Utah, y por último defiende los aportes de soluciones a través de grandes ríos.

Todas estas ideas son válidas hoy, ochenta años después, ya que de hecho HARDIE, SMOOT y EUGSTER (1978) utilizan el mismo modelo al interpretar los procesos de sedimentación salina en «lagos perennes».

La controversia sobre el origen de los evaporitos de las cuencas neógenas españolas sigue vigente, así en algunos estudios recientes (ORDÓÑEZ et al., 1977) defendemos las ideas de lagos perennes e incluso con una posible conexión marina; sin embargo, otros autores (ORTI et al., 1979) defienden, concretamente para los depósitos de la Cuenca de Madrid, el origen tipo «Lago y playa».

ORDÓÑEZ et al., 1982, defendimos que el origen de los depósitos españoles de sulfato sódico debe abordarse sobre la base de que la naturaleza de las salmueras madres ha de interpretarse en un diagrama Mg-Na-K<sub>2</sub>-Cl-SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O saturado en halita y con exceso de iones de calcio. Con respecto a la morfología de la cuenca nos definimos por el modelo de lagos perennes y extrapolamos este modelo en base a los datos cartográficos al resto de las cuencas terciarias internas de la Península.

DATOS ISOTOPICOS

Indudablemente, los diferentes autores, al defender los distintos modelos, tienen unas fuertes argumentaciones en un sentido o en otro. Por esta razón hemos acudido a los estudios de fraccionamiento de isótopos estables en busca de nuevos datos que consideramos importantes para definir una hipótesis genética, los cuales, aunque no sean totalmente definitivos para establecer la génesis de los yacimientos salinos, son una aportación más a los estudios realizados.

Se han estudiado dos muestras de dolomita, cuyos resultados son los siguientes:

	67375	67372
$\delta^{13}C_{PDB}^*$	-2,36	-3,08
$\delta^{18}O_{PDB}^*$	+6,75	+4,65
Z	125,83	123,31

\* Chicago PDB Standard *Belemnitela americana* de la formación Pedee (Cretácico, Carolina del Sur).

La interpretación de estos resultados se hizo aplicando el modelo de KEITH y WEBER (1963): según estos autores la discriminación entre las calizas depositadas en una cuenca de agua dulce y las de origen marino puede realizarse utilizando la ecuación:

$$Z = 2,048 (\delta^{13}C_{PDB} + 50) + 0,498 (\delta^{18}O_{PDB} + 50)$$

Esta ecuación es válida para las calizas depositadas desde el Jurásico hasta la actualidad.

Con valores de Z superiores a 120 las calizas pueden clasificarse como marinas.

En nuestro caso se trata de dolomita, según FONTES et al. (1973) la dolomita formada a partir de un «precursor» calcítico o aragonítico, muestra una composición semejante a la del mineral inicial y solamente cuando la dolomita tiene un precursor de naturaleza protodolomítica se presentan con un enriquecimiento del 2,03 por 1.000 en  $\delta^{18}O_{PDB}$ .

Realizando las correcciones para este último supuesto los valores de Z apenas sufren variaciones y, por ello, la primera consecuencia es que se trata de aguas saladas, muy parecidas en cuanto a su composición isotópica a las aguas marinas.

También se han estudiado isotópicamente seis muestras de sulfatos, cuyos resultados se observan en la tabla.

TABLA

	$\delta^{18}O_{SMOW}^*$	$\delta^{34}S_{CD}^{**}$
G-19. Glauberita	+18,45	+13,61
A-20. Anhidrita	+18,95	+13,07
A-21. Anhidrita	+18,65	+12,76
G-22. Glauberita	+16,55	+11,76
Y-23. Yeso	+19,45	+13,31
G-25. Glauberita	+18,30	+12,15
X	+18,38	+12,78
$\sigma$	0,99	0,71

\* Standard Mean Ocean Water.  
\*\* Canyon Diablo iron meteorite.

Estos valores los hemos representado en una gráfica (fig. 23)  $\delta^{34}S_{CD}$ - $\delta^{18}O_{SMOW}$ , esta representación nos demuestra que en principio las salmueras han sufrido una evaporación muy intensa, ya que en los sulfatos nunca se alcanza el valor  $\delta^{18}O_{SMOW}=0$ ; por otro lado, en las cuencas cerradas continentales el  $\delta^{34}S_{CD}$  está próximo a +10; en nuestro caso las salmueras de Cerezo del Río

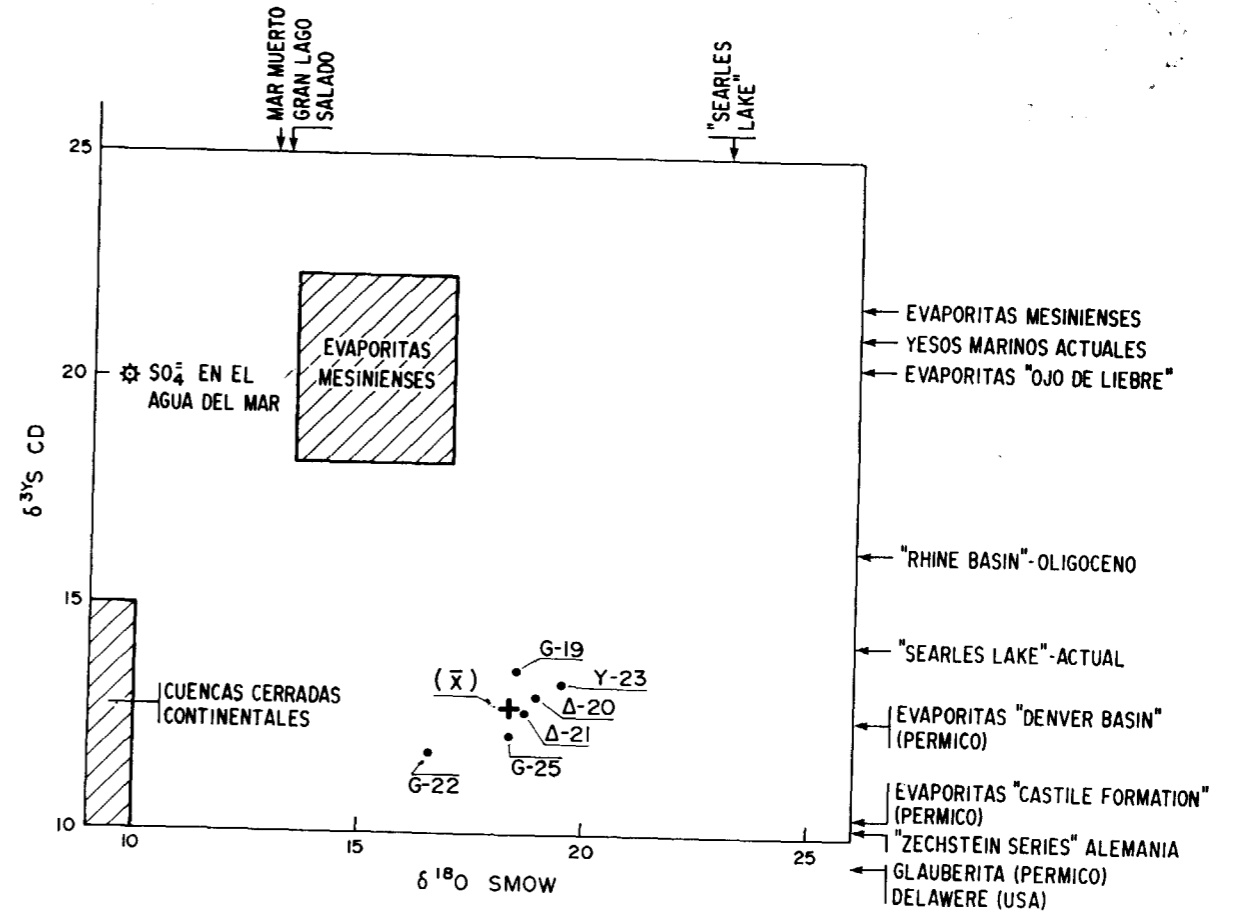


Figura 23.—Composición isotópica de los sulfatos de Cerezo de Río Tirón y algunos valores comparativos.

Tirón superan los valores medios obtenidos en las evaporitas del Messiniense, lo que implica una evaporación intensa como anteriormente adelantábamos.

HOLSER y KAPLAN (1966) y PIERRE y FONTES (1979), entre otros autores, han demostrado que las aguas marinas desde el Terciario hasta la actualidad han presentado valores de  $\delta^{34}S_{CD}$  prácticamente constantes y próximos a 20 por 1.000. En consecuencia, y dado los valores de que disponemos, las salmueras de esta cuenca no tienen un origen marino; por tanto, el problema está en encontrar un modelo genético que nos justifique la alta salinidad, sin ser marino. Por otro lado, comparando nuestros datos de  $\delta^{34}S_{CD}$  con los de otras formaciones evaporíticas se observa que presentan una gran afinidad con los de las evaporitas Permo-Triásicas, según el único dato isotópico

de glauberita que hemos podido localizar (HOLSER y KAPLAN, *op. cit.*).

Como primera aproximación se puede decir que no se trata de una cuenca evaporítica cerrada normal y que o bien sufrió una alimentación exterior o las evaporitas triásicas han podido alimentar esta cuenca. En todo caso, los datos isotópicos apuntan hacia aguas que han sufrido un proceso de evaporación muy intenso, y cuyo  $\delta^{34}S_{CD}$  no parece indicar un origen marino de las salmueras, el cual, en caso de existir, implicaría un aporte de sulfatos enriquecidos en el isótopo ligero, que puede ser de segundo ciclo (Triásico) o de oxidación de sulfuros o simplemente de sulfatos atmosféricos.

BIRBAUM y COLEMAN (1979) estudian el  $\delta^{34}S_{CD}$  en siete muestras de yeso terciario de la Cuenca

del Ebro y en cinco muestras de yeso del Triás (cuatro de la región del Ebro y una de Valencia), obteniendo en las primeras unos valores entre +9,16 por 1.000 y +14,02 por 1.000, con una media de 13,61 por 1.000, y en las muestras del Triás unos valores de +13,73 por 1.000 a +14,02 por 1.000, con una media de 14,66 por 1.000. De ahí deducen estos autores que la aportación de los sulfatos triásicos a los depósitos evaporíticos terciarios es grande y pudo ir acompañada de una dilución por el isótopo ligero aportado por el azufre atmosférico o la oxidación de los sulfuros. El hecho de que los datos geológicos que aparecen en este trabajo no sean correctos, no exista un criterio claro de muestreo y falten los datos isotópicos del oxígeno quita valor a esta aportación.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a la empresa CRIMIDESA, y especialmente a los señores García Gallardo y Ceballos, la colaboración y facilidades que nos han ofrecido para estudiar la explotación.

Agradecemos, asimismo, a la Empresa Nacional ADARO, S. A., y personalmente al señor Osborne, por habernos permitido estudiar los testigos de los sondeos realizados por el IGME en el trabajo «Investigación Nacional de Yesos».

#### BIBLIOGRAFIA

- BEGIN, Z. B. et al.: *Lake Lisan: the Peistocene Precursor of the Dead Sea*. Geol. Survey of Israel Bull, 63, pp. 1-30 (1974).
- BIRNBAUM, S. J., y COLEMAN, M.: *Source of sulphur in the Ebro Basin (Northern Spain) tertiary nonmarine evaporite deposits as evidenced by sulphur isotopes*. Chemical Geology, 25, pp. 163-168 (1979).
- CALDERON, S.: *Origen de la sal común y de los sulfatos de los terrenos terciarios lacustres de la Península*. Anales de la Soc. Esp. Hist. Nat., 24, pp. 337-362 (1895).
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J., y RIBA, O.: *Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario Continental de Navarra y Rioja*. Notas y Com. del IGME, 90, pp. 53-76 (1966).
- EZQUERRA, J.: *Indicaciones geognósticas sobre las formaciones terciarias del centro de España*. Anales de Minas, t. III, pp. 300-316 (1845).

FONTES, J. CH.; LEPVRIER, C.; MELIERES, F., y PIERRE, C.: *Isotopes stables dans les carbonates evaporitiques du Miocene Supérieur de Méditerranée Occidentale*. Messinian events in the Mediterranean, 1973, pp. 91-100 (1973).

GARCÍA DEL CURA, M. A.: *Las sales sódicas, calcosódicas y magnésicas de la Cuenca del Tajo*. a) Mem. Fundación Juan March, 185 pp. b) (resumen) Serie Universitaria. Fundación Juan March, núm. 109, 39 pp., Madrid (1979).

GARCÍA DEL CURA, M. A.; ORDOÑEZ, S., y LÓPEZ AGUAYO, F.: *Estudio petrológico de la «Unidad Salina» de la Cuenca del Tajo*. Estudios Geol., 35, pp. 325-339 (1979).

HARDIE, L. A.; SMOOT, J. P., y EUGSTER, H. P.: *Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach*. In: *Modern and Ancient Lake Sediments*, ed by A. Matter and M. E. Tucker. Spec. Pub. n. 2 of IAS. Blackwell Sci. Publ. Oxford, pp. 7-42 (1978).

HOLSER, W. T., y KAPLAN, I. R.: *Isotope geochemistry of sedimentary sulfates*. Chemical Geology, 1, pp. 93-135 (1966).

IGME: *Estudio preliminar de los yacimientos e indicios de sulfato sódico natural en España*. 81 pp., Ministerio de Industria y Energía. Comisaría de la Energía y Recursos Naturales.

KEITH, M. I. & WEBER, J. N.: *Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils*. Geochimica et Cosmochimica Acta, 28, 1787-1816 (1964).

MENDUIÑA, J.: *Estudio geológico y significado económico del yacimiento de sulfato sódico de la Cuenca de Cerezo del Río Tirón*. Tesis de Licenciatura Universidad Complutense, 200 pp. (1982).

ORDÓÑEZ, S.; LÓPEZ AGUAYO, F., y GARCÍA DEL CURA, M. A.: *Contribución al conocimiento mineralógico del yacimiento de sales de Villarrubia de Santiago (Toledo)*. Estudios geol., 33, 167-171 (1977).

ORDÓÑEZ, S.; MENDUIÑA, J., y GARCÍA DEL CURA, M. A.: *El sulfato sódico natural en España*. Tecniterrae, 46, 16-33 (1982).

ORTI, F.: *Aproximación al estudio petrográfico de las microestructuras de las rocas de yeso secundario y su origen*. Inst. Investiga. Geológicas. Diputación Prov. de Barcelona, XXXII, 87-152 (1977).

ORTI, F.; PUEYO, J. J., y SAN MIGUEL, A.: *Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago (Toledo) (Terciario continental de la Cuenca del Tajo)*. Bol. Geol. y Min., 90, 19-45 (1979).

ORTI, F.: *Características deposicionales y petrológicas de las secuencias evaporíticas continentales en las cuencas terciarias peninsulares*. Temas Geológico Mineros, 6, 485-508 (1982).

PIERRE, C., et FONTES, J. CH.: *Oxygène 18, carbone 13, deuterium et soufre 34: marqueurs géochimiques de la diagenèse et du paléomilieu évaporitiques du Messinien de la Méditerranée*. Bull. Mus. natn. Hist. nat. Paris, 4<sup>e</sup> sér., 1, 3-18 (1979).

PORTERO, J. M., y RAMÍREZ DEL POZO, J.: *Memoria Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000. Hoja 169, Casalarreina. IGME. Madrid, 41 pp. (1978).

PORTERO, J. M.; RAMÍREZ DEL POZO, J., y HERNÁNDEZ SAMANIEGO, A.: *Memoria Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000, Hoja 168, Briviesca. IGME. Madrid, 36 pp. (1978).

PRADO, C. DEL: *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid* (1864). Junta General de Estadística. Madrid. Reedición. Colegio de Ing. de Caminos, Canales y Puertos, 348 pp. Gayá Ciencia. Barcelona (1975).

RÍOS, J. M.: *Materiales salinos del suelo español*. Memoria 64, IGME, 166 pp. (1963).

STURM, M., y MATTER, A.: *Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents*. In *Modern and Ancient Lake Sediments*, ed. by A. Matter y M. E. Tucker. Spec. Publ. number 2 of IAS. Blackwell Scientific Publication, 145-166 (1978).

VERNEUIL, E., et COLLOMB, E.: *Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*. Bull. Soc. Geol. France, 1 série, t. X, 61-144 (1852).

VERNEUIL, E., et COLLOMB, E.: *Carte géologique de l'Espagne et du Portugal*. Paris (1869).

Recibido: Mayo 1983.